

بررسی ریزرخساره‌ها و بازسازی محیط رسوب‌گذاری ساند قم در ناحیه سیرجان، جنوب غرب کرمان

ابراهیم محمدی، دانشجوی دکتری زمین‌شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان*
محمد رضا وزیری، دانشیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان
محمد داستانیپور، استاد گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان

چکیده

برونزدهای سازند قم در ناحیه سیرجان (جنوب غربی کرمان، حوضه پیش کمان سنندج-سیرجان) با ۱۵۶ متر ضخامت، عمدتاً متشکل از سنگ آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه و توده‌ای و مارن می‌باشد. آنها با ناپیوستگی بر روی کنگلومرای که احتمالاً معادل سازند قرمز زیرین می‌باشد، قرار گرفته و در انتها توسط آبرفت پوشیده شده‌اند. روزن‌داران کف‌زی، مرجان و جلبک‌های قرمز مهم‌ترین تشکیل‌دهندگان زیستی برش مورد مطالعه می‌باشند. مطالعات صحرایی و میکروسکوپی منجر به شناسایی ۸ ریزرخساره، مربوط به یک پلاتفرم کربناته گردید. براساس شواهد صحرایی و ریزرخساره‌های شناسایی شده، سازند قم در ناحیه سیرجان در یک شلف لبه‌دار نهشته شده است. پیوسته بودن و قابل تعقیب بودن مرجان‌ها در مسافت‌های طولانی، دلیل محکمی بر وجود ریف‌های پیوسته می‌باشد. تنوع و فراوانی مرجان‌ها بیانگر مساعد بودن شرایط برای گسترش و شکوفایی آنها می‌باشد. حضور گسترده روزن‌داران بتتیک بزرگ، ریف‌های مرجانی و جلبک قرمز نشانگر ته‌نشینی در آب‌های گرمسیری می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: سازند قم، شلف لبه‌دار، ریزرخساره، ریف مرجانی، الیگوسن.

مقدمه

سازند قم در ساحل شمال شرقی راه دریایی تیان نهشته شده است (Reuter et al. 2009). مهم‌ترین عناصر زیستی سازند قم شامل فرامینفرهای بتیک بزرگ (نمولیتیداها، آلوئولینیداها، میوژیپسینیداها، *Austrotrillina Archaia* *Amphistegina*)، فرامینفرهای بتیک کوچک (تکستولاریداها، روتالیداها، کوچک، میلیولیداها)، فرامینفرهای پلانکتون، مرجان، جلبک‌های قرمز، استراکد، نانوپلانکتون‌های آهکی، بریوزوا، دوکفه‌ای، خارپوست، گاستروپود و دایتروپا می‌باشد (Mohammadi et al. 2013b). به علت اهمیت اقتصادی و اینکه دریای قم نقش ارتباطی مهمی بین اقیانوس هند و آرام و دریای مدیترانه داشته است، مطالعه نهشته‌های این سازند ضروری و مهم می‌باشد (Mohammadi et al. 2013a & b).

تغییرات رخساره‌ای سازند قم بسیار زیاد است و به همین علت تاکنون برش الگویی برای آن معرفی نشده است (رحیم‌زاده ۱۳۷۳؛ Mohammadi et al. 2011). بررسی رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند قم نشان می‌دهد که این سازند در سیستم‌های رسوبی گوناگونی نهشته شده است (رحیم‌زاده ۱۳۷۳). به علت تغییرات رخساره‌ای زیاد این سازند و نهشته شدن آن در حوضه‌های بین کوهستانی، نمی‌توان یک مدل رسوبی را در همه جای ایران مرکزی برای این سازند در نظر گرفت (Mohammadi et al. 2011). محمدی و همکاران (Mohammadi et al. 2011) مدل‌های رسوبی مختلفی را که توسط محققان مختلف برای رسوب‌گذاری این سازند در نواحی گوناگون معرفی شده است، لیست و بررسی نموده‌اند. نتایج بررسی‌های مذکور بیانگر نهشته شدن این سازند بر روی یک پلاتفرم کربناته می‌باشد ولی در نواحی مختلف، نوع پلاتفرم کربناته مذکور متفاوت می‌باشد.

پلاتفرم کربناته یک اصطلاح کلی است که برای اشاره به توالی‌های کربناته‌ای که در گستره‌ای از موقعیت‌های ژئوتکتونیک و همچنین برای هر سطح ته‌نشینی^۱ که بر روی

آن رخساره‌های کربناته آب‌های کم عمق نهشته می‌شود، به کار می‌رود. پلاتفرم کربناته طیفی از نیمرخ‌های ته‌نشینی را که مابین دو نیمرخ آستانه یعنی رمپ هموکلینال و شلف لبه‌دار^۲ قرار دارند، دربر می‌گیرد (Pomar 2001b). اجزای اسکلت کفزی‌ها مهم‌ترین تشکیل‌دهندگان پلاتفرم‌های کربناته می‌باشد (Pomar 2001b). تفکیک آهک‌های گرمسیری و غیر گرمسیری عمدتاً براساس اجزای اسکلتی انجام می‌گیرد (Pomar 2001b; Nelson et al. 1988; Carannante et al. 1988). ریف‌های مرجانی موجود در زون یوفوتیک، مهم‌ترین تشکیل‌دهندگان شلف‌های لبه‌دار می‌باشند (Pomar 2001b).

ریف‌های مرجانی اسناد مهمی از تکتونیک، آب و هوا، تغییرات سطح دریا و همچنین شرایط پالئوکولوزی زمان توسعه خودشان، ارائه می‌دهند (Karabiyikoğlu et al. 2005). ریف‌های مرجانی امروزی در بخش‌های پر انرژی آب‌های کم عمق حکمفرما می‌باشند. در این شرایط، چهارچوب‌های تولید شده توسط اسکلت‌های بزرگ-اندازه^۳ و ارگانسیم‌های پوشاننده^۴، در مقابل عمل امواج مقاومت خواهند کرد و متعاقباً، ممکن است یک ساختار محکمی (در زونی که بیشترین انرژی را دارد) رو به بالا تا سطح دریا، توسعه دهند. رسوبات ریزدانه، اگر سیمانی نشده باشند از محل ریف پراکنده شده و در پشت ریف یا شیب جلو ریف انباشته می‌گردند (Li et al. 1997). بسته به توپوگرافی اولیه، نوع بیوتاها و تغییرات سطح دریا، لبه^۵ می‌تواند سدی را در طول حاشیه شلف ایجاد کند و گردش آب را در پشت ریف محدود کند. اگر تغییرات سطح دریا منجر به ایجاد فضایی برای رسوب‌گذاری در شلف موجود در پشت حاشیه ریف شود، یک لاگون می‌تواند توسعه یابد. متعاقباً بیوتا چهارچوب‌ساز موجود در زون یوفوتیک، شلف‌های لبه‌دار ایجاد خواهند کرد. حاشیه محکم عمدتاً متشکل از فریمستون مرجانی می‌باشد (Pomar 2001b).

² rimmed shelf

³ large-sized skeletons

⁴ encrusting organisms

⁵ rim

¹ depositional surface

چینه‌نگاری سکانشی سازند قم در دو برش از حوضه پیش کمان و دو برش در حوضه پس کمان و هم ارزی (تطابق) آنها یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ برای ته‌نشست سازند قم در نظر گرفته‌اند. صدیقی و همکاران (Seddighi et al. 2011) محیط رسوبی و عوامل محدود کننده رخساره‌های سازند قم را در ناحیه قم بررسی نموده‌اند. محمدی و همکاران (Mohammadi et al. 2011) میکروفاسیس‌ها و محیط دیرینه سازند قم را در جنوب کاشان بررسی نموده‌اند. آنان ضمن میکروفاسیس‌هایی شناسایی شده، یک پلاتفرم کربناته از نوع شلف باز را برای رسوب‌گذاری سازند قم در جنوب کاشان پیشنهاد نموده‌اند.

مطالعات دیرینه شناختی و رسوب‌شناختی درخور توجه بر روی سازند قم در منطقه کرمان، با مطالعه استراکودهای میوسن زیرین ناحیه بین شمس‌آباد و رهنیز در جنوب غرب کرمان (و ۵۵ کیلومتری شرق - جنوب شرق سیرجان) توسط کرسیتیک (Krstic 1979) آغاز شد و بعد از یک وقفه طولانی مدت، در سال‌های اخیر از سر گرفته شده است. حسینی‌پور و همکاران (۱۳۸۸) استراکودهای الیگو- میوسن و پالئواکولوژی آنها را در منطقه سیرجان مطالعه نموده‌اند. حسینی و وزیري (Hasani and Vaziri 2011) گاستروپودهای میوسن پیشین را در منطقه جنوب سیرجان مطالعه نموده‌اند. محمدی و همکاران (Mohammadi et al. 2013b) نیز چند برش چینه‌شناختی را به منظور بیواستراتیگرافی سازند قم (بر مبنای فرامینفرهای بتیک بزرگ) در حوضه‌های پیش کمان سنندج- سیرجان و پس کمان قم نمونه‌برداری و مطالعه نموده‌اند که برش بوجان (واقع در شرق سیرجان) یکی از این برش‌ها می‌باشد. از دیگر مطالعات انجام شده بر روی سازند قم که تا حدودی با موضوع و اهداف این مقاله ارتباط دارند می‌توان به مطالعات (Okhravi 1998; Daneshian and Ramezani Dana 2007; Khaksar and Maghfouri Moghadam 2007; Behforouzi and Safari 2011; Yazdi-Moghadam 2001; Yazdi et al. 2012; Mohammadi et al. 2013a) اشاره نمود.

مطالعات زیادی توسط محققان مختلف بر روی جنبه‌های زمین‌شناختی مختلف این سازند انجام گرفته است (به بخش مطالعات پیشین مراجعه شود). با نگاهی به مطالعات انجام شده بر روی سازند قم می‌توان دریافت که اکثریت آنها بر روی بروندهایی از سازند قم انجام گرفته‌اند که در بخش مرکزی قلمرو سازند قم واقع شده‌اند و مطالعات انجام شده بر روی نهشته‌های الیگو- میوسن در جنوب شرقی‌ترین بخش‌های گستره قم بسیار محدود بوده و این نهشته‌ها نیازمند مطالعات بیشتری می‌باشند. لذا هدف این مقاله بررسی ریزرخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و مدل رسوب‌گذاری سازند قم در منطقه سیرجان می‌باشد.

مطالعات پیشین

مطالعات زمین‌شناختی بر روی سازند قم از سال ۱۸۵۵ آغاز شد و بعد از کشف نفت در آهک‌های این سازند در سال ۱۹۳۴ شتاب بیشتری به خود گرفت. محمدی و همکاران (Mohammadi et al. 2013a & b) لیست جامعی از مطالعات انجام شده بر روی سازند قم را ارائه نموده‌اند. مطالعات انجام شده بر روی محیط دیرینه، ریزرخساره‌های سازند قم و شرایط حاکم بر رسوب‌گذاری آنها عمدتاً به بیست سال اخیر محدود می‌شود. اخروی و امینی (Okhravi and Amini 1988)، محیط دیرینه عضو f سازند قم را در حوضه ایران مرکزی بازسازی نموده‌اند. شوستر و وایلند (Schuster and Wielandt 1999) براساس فونای مرجانی الیگوسن و میوسن پیشین ایران مرکزی، پالئواکولوژی (دیرینه بوم‌شناسی) و پالئو بیوجرافیای (جغرافیای زیستی دیرینه) سازند قم را بازسازی نموده‌اند. وزیري مقدم و ترابی (Vaziri-Moghaddam and Torabi 2004)، رخساره زیستی و چینه‌نگاری سکانشی سازند قم را در جنوب غرب اردستان مطالعه نموده‌اند. صیرفیان و ترابی (Seyrafian and Torabi 2005)، رخساره سنگی و چینه‌نگاری سکانشی ساند قم را در شمال نایین مطالعه نموده‌اند. ریوتر و همکاران (Reuter et al. 2009) با مطالعه چینه‌نگاری زیستی و

روش مطالعه

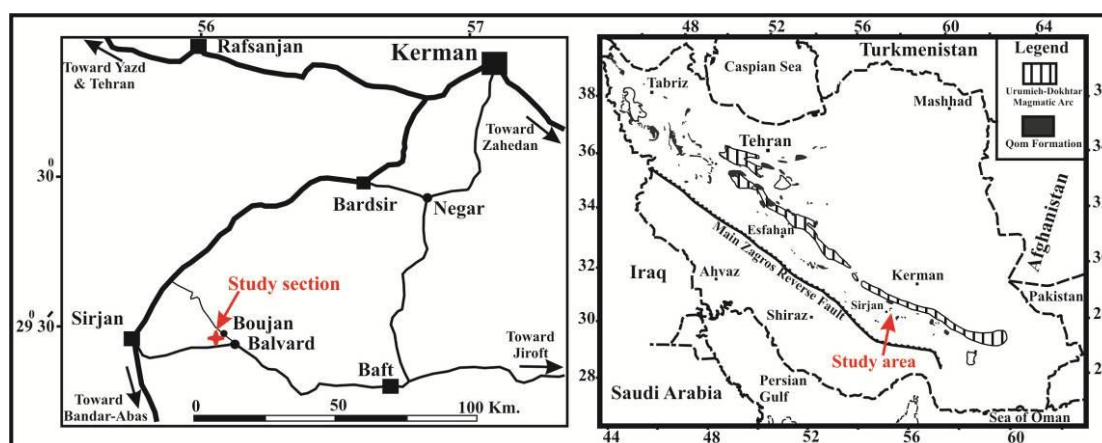
به منظور مطالعه ریزرخساره‌های سازند قم و شرایط حاکم بر رسوب‌گذاری آنها و بازسازی مدل رسوب‌گذاری این سازند در منطقه کرمان، یک مقطع چینه‌شناسی در شرق سیرجان انتخاب گردید (شکل ۱) و از آن ۹۹ نمونه به طور سیستماتیک و براساس تغییرات رخساره‌ای و بافتی برداشت گردید. هم نمونه‌های سخت و هم نمونه‌های نرم از این برش برداشت شد. نمونه‌های نرم مورد گل‌شویی قرار گرفته و استراکودها و فرامینفرهایی آن جدا و شناسایی گردید. از نمونه‌های سخت مقاطع نازک تهیه گردید. مقاطع نازک تهیه شده از این نمونه‌ها مورد بررسی دقیق سنگ‌شناسی قرار گرفته و اجزای آن شناسایی و مطالعه گردید. نام‌گذاری ریزرخساره‌ها عمدتاً براساس روش دانهام (Dunham 1962) انجام گرفت. در شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، از ریزرخساره‌ها تصاویر میکروسکوپی تهیه گردید (شکل‌های ۲، ۳ و ۴). نمودار پراکندگی عمودی ریزرخساره‌های سازند قم در ناحیه مورد مطالعه ترسیم (شکل ۵) و شرایط حاکم بر رسوب‌گذاری ریزرخساره‌ها نیز بررسی گردید. در نهایت با استفاده از شواهد صحرایی (شکل ۶) و نتایج مباحث قبلی

مدل رسوب‌گذاری بازسازی شد (شکل ۷).

بحث

برش بوجان در ۴۰ کیلومتری شرق شهرستان سیرجان و در نزدیکی روستای بوجان واقع شده است (شکل ۱) این برش دارای مختصات جغرافیایی $29^{\circ}26'04''$ عرض شمالی و $55^{\circ}59'27''$ طول شرقی می‌باشد و براساس مطالعات ریوتر و همکاران (Reuter et al. 2009) و محمدی و همکاران (Mohammadi et al. 2013a) در حوضه پیش کمان سندج-سیرجان واقع شده است (شکل ۱). سازند قم در ناحیه بوجان ۱۵۶ متر ضخامت دارد و از نظر سنگ‌شناسی عمدتاً شامل سنگ آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه و توده‌ای و مارن بوده که با ناپیوستگی بر روی کنگلومرایبی که احتمالاً معادل سازند قرمز زیرین می‌باشد قرار گرفته و در انتها توسط آبرفت پوشیده شده است (شکل ۵).

با توجه به اهداف مطالعه، در ادامه محتویات زیستی برش مذکور، زیست چینه‌نگاری، ریزرخساره‌ها و شرایط حاکم بر رسوب‌گذاری آنها مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت.



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه؛ سمت راست: نقشه ایران که نشان‌دهنده پراکندگی‌های سازند قم و همچنین کمان ماگمایی ارومیه-دختر می‌باشد (با اصلاحات از Mohammadi et al. 2013a). موقعیت ناحیه مورد مطالعه در حوضه پیش کمان سندج-سیرجان مشخص شده است؛ سمت چپ: راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه.

محتویات زیستی برش مورد مطالعه

روزن‌داران کفزی، جلبک‌های قرمز و مرجان‌ها مهم‌ترین تشکیل‌دهندگان زیستی برش مورد مطالعه می‌باشند. علاوه بر محتویات زیستی نامبرده، استراکدها، نرم‌تنان (دوکفه‌ای و گاستروپود)، بریوزا و اکیئید نیز به صورت فرعی در مقاطع نازک دیده می‌شوند.

جلبک‌های قرمز از ارگانسیم‌های شاخص و غالب سازند قم محسوب می‌گردند که در برش مورد مطالعه نیز از فراوانی نسبتاً زیادی برخوردار می‌باشند و همراه با دیگر بیوتاهای از جمله فرامینفرهای بنتیک بزرگ جزو عناصر سنگ‌ساز برش محسوب می‌گردند.

مرجان‌ها که در آب‌های روشن و گرم به رشد و شکوفایی می‌رسند در برش مورد مطالعه به صورت کلنی‌های پیوسته و یا پراکنده وجود دارند و عمدتاً حالت پیوسته و ریف‌ساز دارند (شکل ۶). آنها از جمله غالب‌ترین و فراوانترین ارگانسیم‌های برش مورد مطالعه می‌باشند.

فرامینفرهای بنتیک که به دو گروه فرامینفرهای بنتیک بزرگ و کوچک تقسیم می‌شوند اهمیت زیادی در بازسازی محیط‌رسوبی و تفسیر ریزرخساره‌ها دارند. فرامینفرهای بنتیک بزرگ غالب‌ترین و فراوانترین ارگانسیم‌های برش مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. لپیدوسیکلینیداها و نمولیتیداها مهم‌ترین آنها می‌باشند. فرامینفرهای بنتیک کوچک به صورت پراکنده در برش مورد مطالعه و با فراوانی خیلی کمتری نسبت به فرامینفرهای بنتیک بزرگ یافت می‌شوند و شامل روتالیدهای کوچک، تکستولاریدها و میلیولیداها می‌باشند.

زیست چینه‌نگاری

هیچ بیوزن‌بندی رسمی برای سازند قم پیشنهاد نشده است. ولی اخیراً محمدی و همکاران (Mohammadi et al. 2013b) معیارهای دیرینه‌شناختی و فسیل‌هایی کلیدی برای تعیین سن این سازند معرفی و ارائه نموده‌اند که تعیین سن برش مورد

مطالعه بر آن اساس بوده است. لازم به ذکر است چون هدف اصلی این مقاله بررسی ریزرخساره‌ها، شرایط حاکم بر رسوب‌گذاری آنها و مدل رسوبی سازند قم در برش ناحیه سیرجان می‌باشد، لذا زیست چینه‌نگاری برش مورد مطالعه به صورت مختصر بحث خواهد شد.

در این برش، براساس پراکنندگی عمودی فرامینفرها، معیارهای فوق‌الذکر، دو تجمع فرامینفری شناسایی گردید که عبارتند از:

تجمع ۱: این تجمع از قاعده برش تا ضخامت ۹۵ متری گسترش دارد. مجموعه فونی زیر در این فاصله شناسایی شده است:

Nummulites fichteli, *Nummulites vascus*, *Nummulites* sp., *Eulepidina dilatata*, *Eulepidina elephantina*, *Eulepidina* sp., *Nephrolepidina* sp., *Operculina complanata*, *Operculina* sp., *Heterostegina* sp., *Amphistegina* sp., *Rotalia viennoti*, *Rotalia* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Borelis pygmaea*, *Borelis* sp., *Archaias* sp., *Elphidium* sp., *Peneroplis* sp., *Dendritina rangi*, *Austrotrillina* sp., *Pyrgo* sp., *Quinqueloculina* sp., *Triloculina trigonula*, *Triloculina tricarinata*, *Triloculina* sp., *Textularia* sp.

Nummulites spp. فرامینفر شاخص این تجمع می‌باشد

و فراوانی آن به حدی بوده که گاه‌آ کل سنگ از آن تشکیل شده و اندازه آنها به چندین میلیمتر می‌رسد به طوری که به آسانی با چشم غیر مسلح قابل مشاهده می‌باشند. در برش بوجان آخرین حضور *Nummulites* spp. در ضخامت ۹۵ متری دیده شده است. بنابراین ۹۵ متر آغازین این برش با قطعیت سن روپلین داشته و براساس حضور *Nummulites* spp. (*N. fichteli*- *intermedius*, *Nummulites* sp.) به روپلین نسبت داده شده است.

تجمع ۲: این تجمع از ضخامت ۹۵ متری تا راس برش را در برمی‌گیرد. فسیل‌های شناسائی شده در این مجموعه به شرح زیر است:

Eulepidina dilatata, *Eulepidina elephantina*, *Eulepidina* sp., *Nephrolepidina tournoueri*, *Nephrolepidina* sp., *Lepidocyclina* sp., *Operculina complanata*, *Operculina* sp., *Heterostegina* sp., *Amphistegina* sp., *Rotalia viennoti*, *Rotalia* sp.,

می‌باشد.

شرایط رسوب‌گذاری - جنس *Cytherella* در سنگ‌های شلف‌های کم‌عمق یافت می‌شود (Tatsuhiko 2004). فراوانی این جنس بیانگر محیط‌های کم‌عمق می‌باشد. جنس *Cytheridea* همراه با جنس‌های شاخص محیط‌های دریایی خیلی کم عمق یافت می‌شود (Faranda et al. 2008). فراوانی فرامینفرهای بدون منفذ از قبیل میلیولیدها نشانگر لاگون‌های محصور شده و زیستگاه‌های یوفوتیک می‌باشد (Geel 2000; Hallock and Pomar 2009). حضور فرامینفرهای بدون منفذ و عدم حضور فرامینفرهای منفذدار نیز اشاره به محیط‌های محصور شده مثل لاگون‌های پشت ریف دارد. بنابراین فسیل‌های فرامینفری و استراکودی موجود در این ریزرخساره و همچنین موقعیت چینه‌شناسی آن بیانگر نهشته شدن این مارن‌ها در محیط‌های کم عمق و لاگونی می‌باشند.

ریزرخساره (B) *Bioclast imperforate foraminifera*

wackestone/packstone (شکل ۲ تصویر ۱)

مهم‌ترین عناصر تشکیل‌دهنده این ریزرخساره شامل فرامینفرهای *Triloculina*, *Quinqueloculina*, *Pyrgo* و *Borelis* و *Triloculina* *tricarinata* *trigonula*، بایوکلاست‌های مختلف (خرده‌های مرجان، برویوزوا، جلبک سبز و نرم‌تنان) می‌باشد.

شرایط رسوب‌گذاری - اکثر میلیولیدها عمدتاً در سکونت‌گاه‌های یوفوتیک زندگی می‌کنند (Hallock and Pomar 2009). پوسته بسیاری از میلیولیدهای بزرگ دیواره‌های خارجی نازکتری دارند تا اجازه ورود نور به داخل اتاقک‌ها را به دهند (Hallock and Pomar 2009). فراوانی میلیولیدها به عنوان شاخصی برای لاگون‌ها محصور شده و/یا محیط‌های نسبتاً پر انرژی پشت ریف در نظر گرفته می‌شود (Geel 2000). فراوانی فرامینفرهای پورسلانوز (میلیولیدها و آلوتولینیدها) نشان‌دهنده محیط‌های حفاظت شده می‌باشد. فرامینفرهای دارای دیواره هیالین توانایی تحمل شوری بالا را ندارند. ولی فراوانی میلیولیدها بیانگر بالا بودن نسبی شوری می‌باشد (Geel

Sphaerogypsina sp., *Elphidium* sp., *Borelis pygmaea*, *Borelis* sp., *Archaias* sp., *Austrotrillina* sp., *Pyrgo* sp., *Quinqueloculina* sp., *Triloculina trigonula*, *Triloculina tricarinata*, *Triloculina* sp., *Haplophragmium* sp., *Valvulinid* sp., *Textularia* sp.

با توجه به عدم حضور *Nummulites* spp. (شاخص روپلین)، *Miogypsina* (شاخص اکتیانین و شاتین انتهایی) و *Borelis melo curdica* (شاخص بوردیگالین)، رسوب‌گذاری این بخش از برش بوجان در روپلین، شاتین انتهایی؟، اکتیانین و بوردیگالین غیرممکن می‌باشد. با این حال براساس موقعیت آن در بالای تجمع ۱ (با سن روپلین)، می‌توان سن روپلین-شاتین را برای آن در نظر گرفت. این تجمع همچنین قابل تطابق با زون تجمعی *Lepidocyclina-Operculina-Ditrupe* (Wynd (1965) و Laursen et al. (2009) می‌باشد که برای روپلین و شاتین پیشنهاد شده است.

به طور خلاصه، بنابر فسیل‌های موجود و معیارهای زیست چینه‌نگاری، سن برش بوجان، روپلین-شاتین می‌باشد.

ریز رخساره‌ها و شرایط رسوب‌گذاری آنها

نتایج حاصل از بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی (بررسی بافت‌های رسوبی، پتروگرافی و دانه‌های اسکلتی و غیره اسکلتی موجود) منجر به شناسایی ۷ ریزرخساره (A تا G) در برش بوجان گردید که به ترتیب ظهور در توالی عبارتند از:

ریزرخساره (A) **Marl**

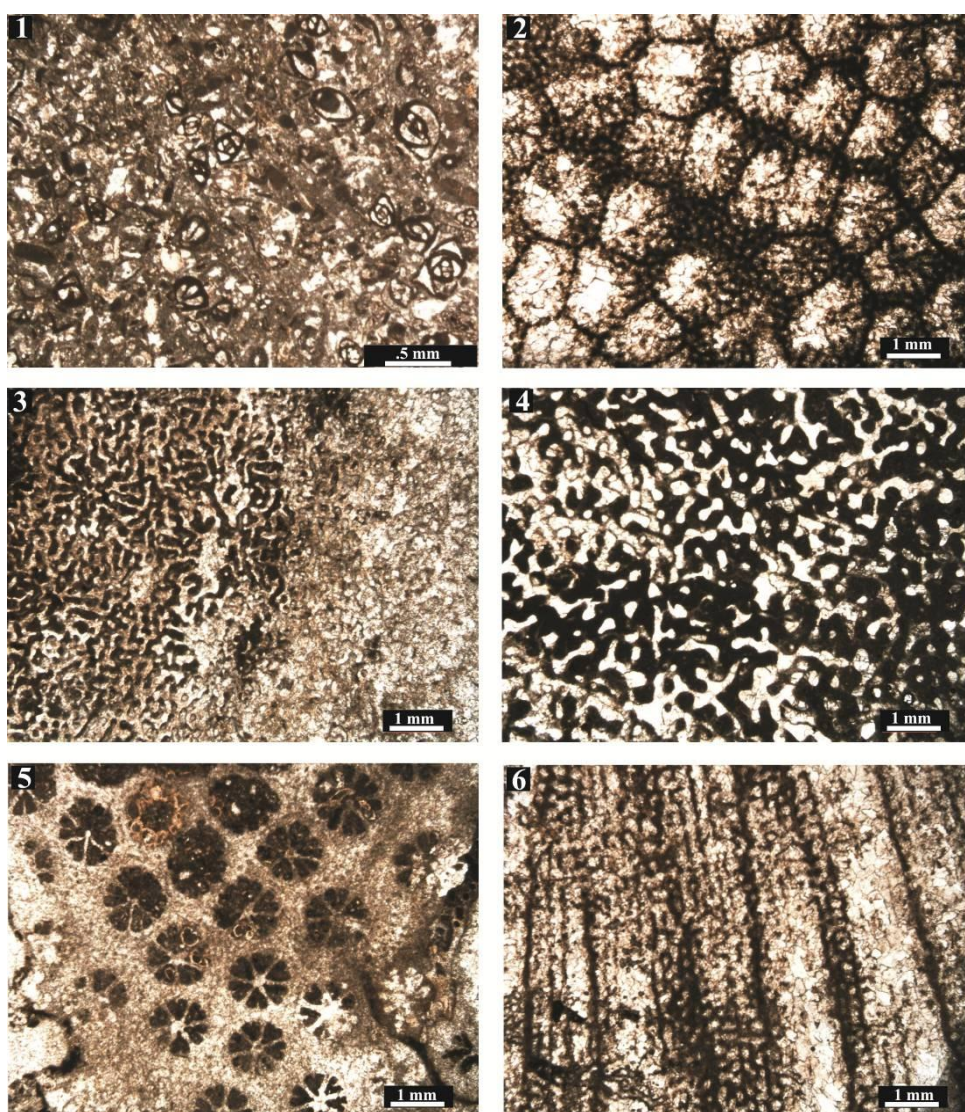
این ریزرخساره تا ارتفاع ۱۰۵ متر برش مشاهده می‌شود. به عبارت دیگر این مارن‌ها عمدتاً در بازه زمانی روپلین نهشته شده‌اند. رنگ مارن‌ها زرد تا زرد مایل به سبز می‌باشد. فرامینفرها و استراکودها مهم‌ترین بایوتای موجود در این رخساره‌ها می‌باشد. غالب‌ترین استراکدهای شناسایی شده از این رخساره *Cytherella* و *Cytheridea* می‌باشند. فرامینفرهای موجود در این مارن‌ها عمدتاً فرم‌های بتیک ریز (میلیولیدها، *Elphidium*, *Textularia*, *miliolids*) می‌باشد. به علاوه، فرامینفرهای شناسایی شده در میان لایه‌های آهکی موجود در این توالی‌ها شامل جنس‌ها و گونه‌های مختلفی از میلیولیدها

این ریزرخساره متشکل از کلنی‌های مرجان‌های اسکراکتین می‌باشد که عمدتاً در محل رشدشان حضور دارند. این مرجان‌ها در مشاهدات صحرایی به هم پیوسته بوده و در مسافت‌های طولانی قابل تعقیب می‌باشد. مرجان‌های مذکور تنوع بالایی داشته و همچنین از گسترش زیادی در طول برش بوجان برخوردار می‌باشد (شکل ۶).

بنابراین این ریزرخساره با توجه به حضور فرامینفرهای پورسلانوز و نبود فرامینفرهای دارای دیواره هیالین، در محیط‌های با گردش نسبتاً محدود آب، شوری نسبتاً بالا و گل فراوان نهشته شده است.

ریزرخساره C (Coral boundstone) (شکل ۲ تصاویر ۲ تا

۶)



شکل ۲- ریزرخساره‌های برش بوجان: ۱- ریزرخساره B: Bioclast imperforate foraminifera wackestone/packstone. نمونه B68: ۲ تا ۶- ریزرخساره C: Coral boundstone: ۲ نمونه B28، ۳ نمونه B29، ۴ نمونه B30، ۵ نمونه B62 و ۶ نمونه B64.

جابجایی محدود آنها می‌باشد. بنابراین ریز رخساره مذکور در بخش‌های بالایی سرایش کربناته و در نور و انرژی نسبتاً زیاد تشکیل شده است (Amirshahkarami et al. 2007)؛ (Mohammadi et al. 2011).

ریزرخساره E) Bioclast imperforate foraminifera, coral packstone (شکل ۳ تصاویر ۳ و ۴)

مرجان‌ها و فرامینفرهای با دیواره پورسلانوز (*Pyrgo*، *Archaias*، *Borelis*، *Triloculina*، *Quinqueloculina*، *Austrotrillina*) مهم‌ترین سازندگان زیستی این ریزرخساره می‌باشند. بایوکلاست‌ها نیز با نسبت کمتری حضور دارند.

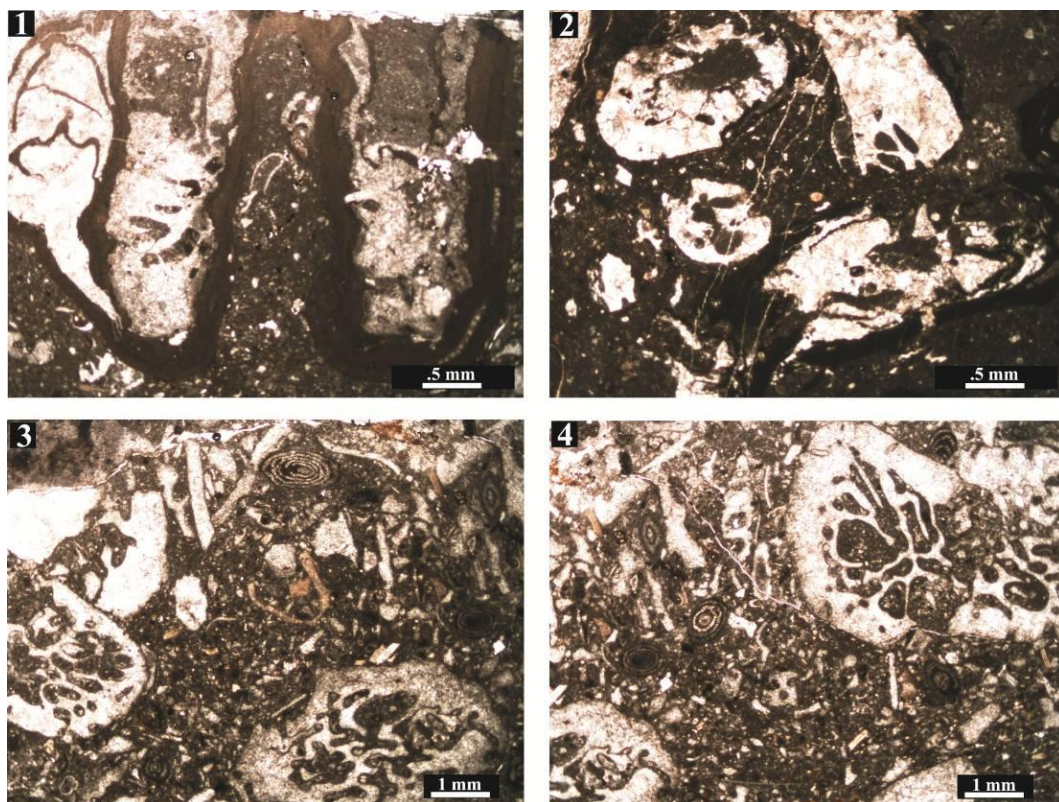
شرایط رسوب‌گذاری - میلیولاین‌های آب‌های کم عمق (آلوئولینیدها، پنروپلیدها و میلیولیدها) در لاگون‌ها و دیگر محیط‌های آرام متداولند و به طور کلی توانایی تحمل شوری‌های بالاتری نسبت به روتالین‌ها دارند (Hallock 1986). فراوانی و تنوع میلیولیدها بیانگر محیط‌های حفاظت شده متداول در لاگون‌های پشت ریف و نواحی محافظت شده بر روی پهنه‌های ریفی است (Ghose 1977). فراوانی میلیولیدها به عنوان شاخصی برای لاگون‌ها محصور شده و/یا محیط‌های نسبتاً پر انرژی پشت ریف در نظر گرفته می‌شود (Geel 2000). مرجان‌ها در نواحی پر نور و نسبتاً پر انرژی به شکوفایی می‌رسند و خرده‌های آنها در محیط‌های اطراف (بسته به انرژی محیط و شیب بستر) انباشته می‌گردد. روزن‌داران با دیواره پورسلانوز معمولاً در آب‌های کم عمق با گردش محدود و شوری بالا زندگی می‌کنند. حضور روزن‌داران بدون منفذ همراه با قطعات مرجان در این ریزرخساره در کنار یکدیگر و عدم حضور روزن‌داران دارای دیواره منفذدار، بیانگر رسوب‌گذاری آن در محیط‌های با شوری بالا و لاگون‌های حفاظت شده است (Hallock 1986; Ghose 1977; Geel 2000).

شرایط رسوب‌گذاری - مرجان‌ها در آب‌های روشن و فقیر از مواد مغذی به شکوفایی می‌رسند (Hallock 2011). براساس ریزرخساره‌های استاندارد ارائه شده توسط ویلسون (Wilson 1975) و فلوگل (Flugel 2004) این ریزرخساره در موقعیت ریف نهشته شده است. ریف‌های مرجانی در جایی که جنبش و تحرک آب چشمگیر باشد، به شکوفایی می‌رسند (Hallock et al. 2003). آنها در بخش‌های پر انرژی آب‌های کم عمق حکمفرما می‌باشند (Pomar 2001b). تنوع بالای مرجان‌ها بیانگر مساعد بودن شرایط برای رشد و شکوفایی آنها می‌باشد. بنابراین، با توجه به شواهد صحرایی و میکروسکوپی این ریزرخساره مربوط به ریف واقعی (پیوسته) بوده و در کمربند ۵ ویلسون نهشته شده است.

ریزرخساره D) Bioclast corallinacea, coral wackestone/packstone (شکل ۳ تصاویر ۱ و ۲)

جلبک کورالیناسه آ و مرجان‌ها مهم‌ترین عناصر زیستی این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. آنها به صورت سالم و خرد شده نیز مشاهده می‌شوند. بایوکلاست نیز به نسبت کمتری دیده می‌شوند و معمولاً از گردش‌دگی کمی برخوردارند.

شرایط رسوب‌گذاری - مرجان‌ها و جلبک‌ها ارگانسیم‌های وابسته به نور می‌باشند. مرجان‌ها در نور بالا به شکوفایی می‌رسند. مرجان‌ها برای شکوفایی معمولاً به انرژی نسبتاً بالا نیز نیاز دارند تا از ته‌نشست گل کربناته بر روی آنها و خفه شدنشان جلوگیری کند. تجمع خرده‌های مرجان و بایوکلاست‌های دیگر نظیر کورالیناسه آ نشان‌دهنده نور کافی و انرژی نسبتاً زیاد محیط است (Wilson 1975; Mohammadi et al. 2011). جلبک‌های قرمز هم در آب‌های گرمسیری و هم نیمه گرمسیری متداول می‌باشند (Braga and Aguirre 2001; Brandano et al. 2010). فراوانی جلبک قرمز موقعیت جلوی ریف، فلات‌ها و پشته‌های نواحی گرمسیری را نشان می‌دهد (Okhravi and Pomar 2001a; Amini 1998). گردش‌دگی کم دانه‌ها بیانگر



شکل ۳- ریزرخساره‌های برش بوجان: ۱ و ۲- ریزرخساره D: Bioclast corallinacea, coral wackestone/packstone. ۱ نمونه B20 و ۲ نمونه B66؛ ۳ و ۴- ریزرخساره E: Bioclast imperforate foraminifera, coral packstone. نمونه B67

بالا آنها بیانگر ایزوترم تابستانی ۲۵ درجه‌ای (سانتیگراد) می‌باشد (Brandano et al. 2010; Wright and Murray 1972). روزن داران با دیواره هیالین آب‌های با شوری نرمال دریایی را برای زندگی ترجیح می‌دهند ولی روزن‌داران با دیواره پورسلانوز معمولاً در آب‌های کم عمق با گردش محدود و شوری بالا زندگی می‌کنند. به طور کلی، شکل پوسته در *Amphistegina* متناسب با عمق تغییر می‌کند، به طوری که در محیط‌های کم عمق متورم و کروی می‌باشد و با افزایش عمق نازک‌تر و مسطح‌تر می‌شود (Hollock and Glenn 1979; Hallock and Hansen 1986; Mateu-Vicens et al. 2009). جلبک قرمز کورالیناسه آ با وجود وابسته بودن به نور، می‌تواند در شرایط الیگوفوتیک نیز زندگی کند و در آب‌های با نفوذ کم نور نیز به فراوانی دیده می‌شود (Halfar and Mutti 2005). آنها هم در آب‌های گرمسیری

ریزرخساره F) *Corallinacea, perforate foraminifera* packstone (شکل ۴ تصاویر ۱ و ۲)

مهم‌ترین عناصر تشکیل‌دهنده این ریزرخساره فرامینفرهای منفذدار (*Operculina Nummulites Lepidocyclina*، جلبک کورالیناسه آ می‌باشد. به علاوه، *Haplophragmium* و *Textularia* نیز به صورت پراکنده حضور دارند. فرامینفرهای منفذدار (از جمله لپیدوسیکلینیداها و نمولیتیداها) کشیدگی متوسطی دارند و معمولاً به صورت شکسته دیده می‌شوند. شرایط رسوب‌گذاری - فرامینفرهای بنتیک بزرگ به طور کلی به آب‌های گرمسیری و نیمه گرمسیری، با میانگین دمایی ۱۸-۲۰ درجه سانتیگراد در گرمترین ماه‌های سال محدود می‌شوند (Adams 1990; Brandano et al. 2010) و فراوانی خیلی

نوردار محدود می‌شوند (Cosovic et al. 2004). فرامینفرهای بتتیک بزرگ الیگوسن تا میوسن پیشین، از قبیل *Lepidocyclina* و میوزیپسیندها به آب‌های مناطق گرمسیری و نیمه گرمسیری در شرایط الیگوتروفی تا اندکی مزوتروفی محدود می‌شوند (Brandano et al. 2010). روتالین‌های بتتیک بزرگ از قبیل *Amphistegina* همزیست دیاتمه‌ای دارند (Mateu-Vicens et al. 2009) که توانایی بالایی در استفاده از طیف‌های نوری وسیع را دارا می‌باشند و آنها را قادر می‌سازد به اعماق پایین تا ۱۳۰ متر برسند (Beavington-Brasier 1995; Penney and Racey 2004; Mateu-Vicens et al. 2008, 2009). در آب‌های روشن شمال غربی اقیانوس آرام، نمولیتیدهای دارای پوسته نازک، در بخش پایینی زون نوری تا اعماق ۱۳۰-۱۵۰ متر حضور دارند و در اعماق بیشتر از ۶۰-۷۰ متر به بیشترین فراوانی و شکوفایی می‌رسند (Hohenegger 2000; Brandano et al. 2010). همچنین در آب‌های شرق کلیمانتان (اندونزی) که شفافیت پایینی دارد، نمولیتیدهای نازک پوسته، در عمق ۵۰-۸۵ متری حضور دارند (Brandano et al. 2010). فراوانی فرامینفرهای بتتیک بزرگ از قبیل لپیدوسیکلینیدهای بزرگ و نمولیتیدها با حفظ شدگی خوب، بیانگر شوری نرمال دریایی، بخش پایینی زون نوری و محیط آرام و بدون اثر امواج می‌باشد (Hottinger 1983, 1997; Pomar 2001a; Romero et al. 2002). حضور روزن داران بتتیک بزرگ همانند *Amphistegina*، لپیدوسیکلینیدها و نمولیتیدها و همچنین جلبک‌های قرمز بیانگر نهشته شدن این ریزرخساره در زون الیگوفوتیک می‌باشد (Brandano and Corda 2002; Corda and Brandano 2003; Allahkarampour Dill et al. 2010). بنابراین این ریزرخساره در محیط دریای باز و در بخش‌های نسبتاً عمیق زون نوری و آب‌های با انرژی کم تا متوسط ته نشین شده است.

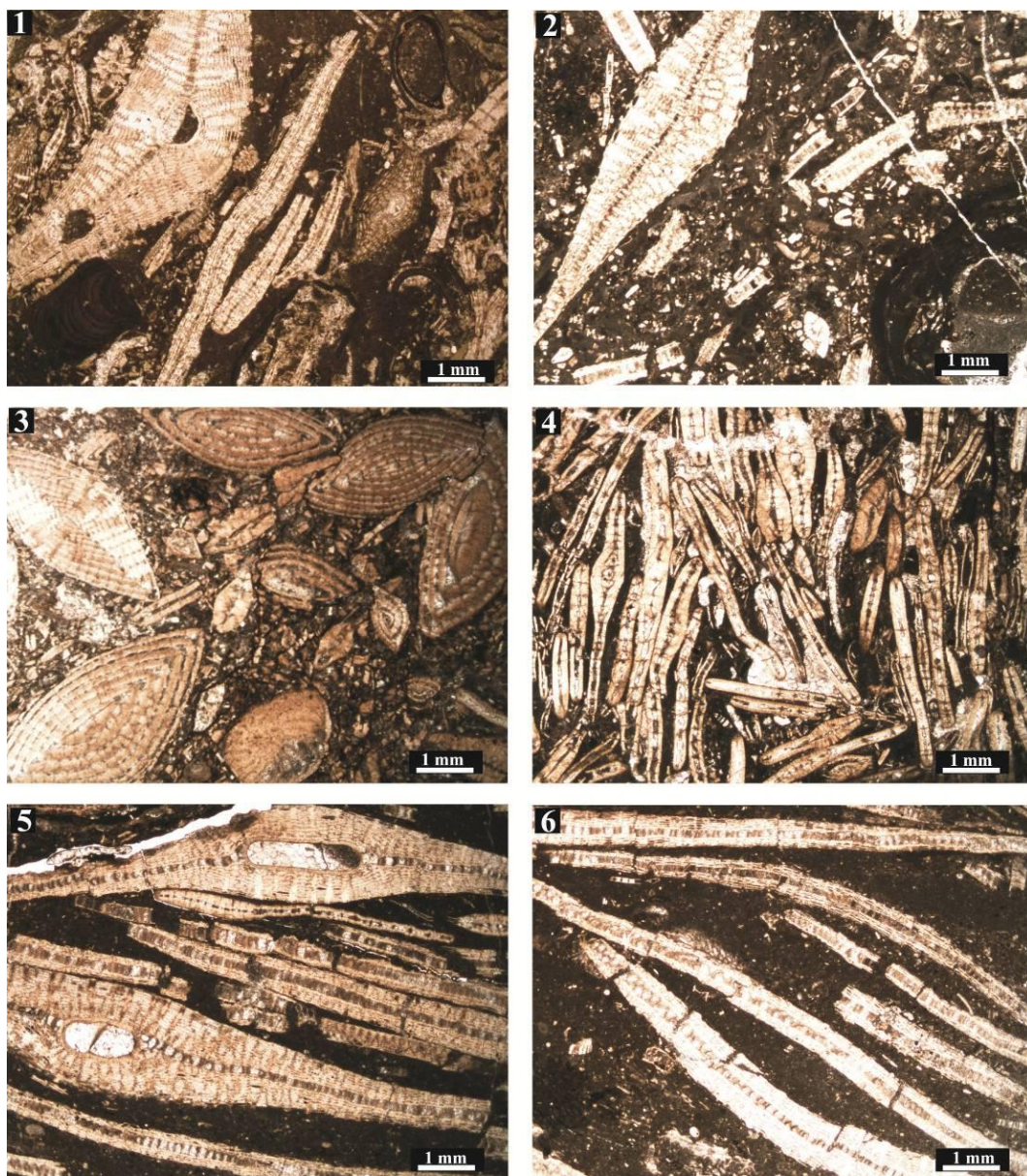
و هم نیمه گرمسیری متداول می‌باشند (Braga and Aguirre 2001; Brandano et al. 2010) و فراوانی آنها بیانگر اعماق ۳۰-۵۰ متری در زون الیگوفوتیک می‌باشد (Hallock 1987, 1988; Hallock and Schlager 1986; Brandano et al. 2010). فراوانی کورالیناسه آ و فرامینفرهای بتتیک بزرگ نشانگر شلف میانی و محیط‌های الیگوتروفیک می‌باشد (Brandano and Corda 2002). به طور خلاصه می‌توان گفت که با توجه به حضور همزمان جلبک قرمز و فرامینفرهای دارای دیواره منفذدار، شکل نسبتاً متورم فرامینفرها و همچنین ناسالم بودن آنها، این ریزرخساره در آب‌های نواحی گرمسیری و نیمه گرمسیری و جلو ریف نهشته شده است.

ریزرخساره (G) Perforate foraminifera packstone

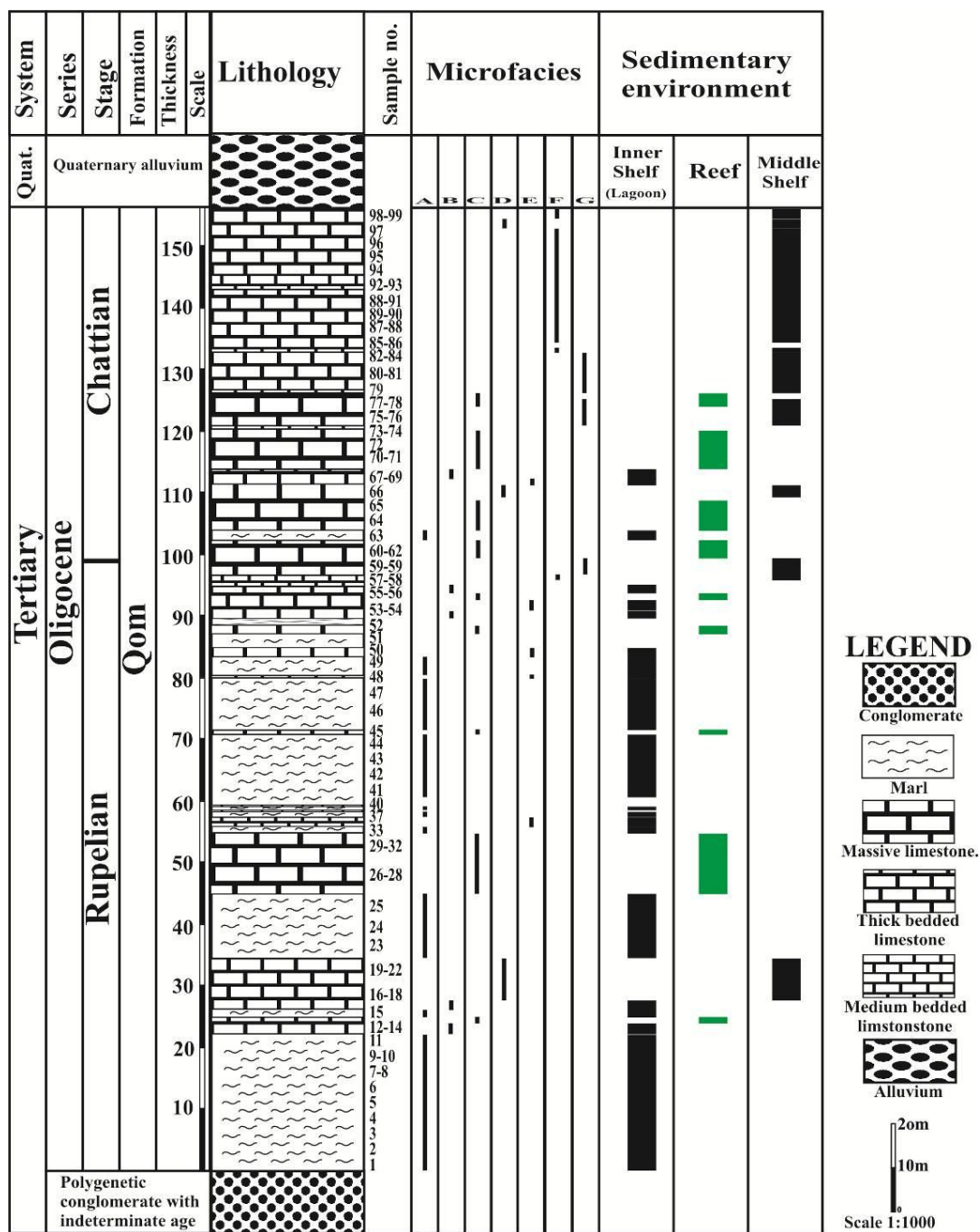
(شکل ۴ تصاویر ۲ تا ۶)

فرامینفرهای با دیواره منفذدار مهم‌ترین تشکیل‌دهندگان این ریزرخساره می‌باشند. این فرامینفرها عبارتند از *Nummulites*، *Nephrolepidina*، *Eulepidina*، *Lepidocyclina*، *Amphistegina*، *Neorotalia*، *Heterostegina*، *Operculina*، فرامینفرهای مذکور (خصوصاً لپیدوسیکلینیدها و نمولیتیدها) معمولاً کشیده می‌باشند همچنین از حفظ شدگی خوبی برخوردار بوده و معمولاً به صورت سالم دیده می‌شوند. همان‌طور که در شکل ۴ نشان داده شده است، این ریزرخساره در اثر تغییر فونا به صورت «نمولیتس پکستون (شکل ۴ تصویر ۳)»، «اوپرکولینا پکستون (شکل ۴ تصویر ۴)» و «لپیدوسیکلینا پکستون (شکل ۴ تصاویر ۵ و ۶)» دیده می‌شود.

شرایط رسوب‌گذاری - حضور گسترده فرامینفرهای با دیواره هیالین و عدم حضور انواع پورسلانوز اشاره به شوری نرمال دریایی دارد. روزن‌داران بزرگ و کشیده عهد حاضر به دلیل حضور همزیست جلبکی به بخش‌های عمیق‌تر زون



شکل ۴- ریزرخساره‌های برش بوجان: ۱ و ۲ ریزرخساره F: Corallinacea, perforate foraminifera packstone. ۱ نمونه B97، ۲ نمونه B99: ۳ تا ۶- ریزرخساره G: Perforate foraminifera packstone. ۳ نمونه B59، ۴ نمونه B76، ۵ و ۶ نمونه B82.

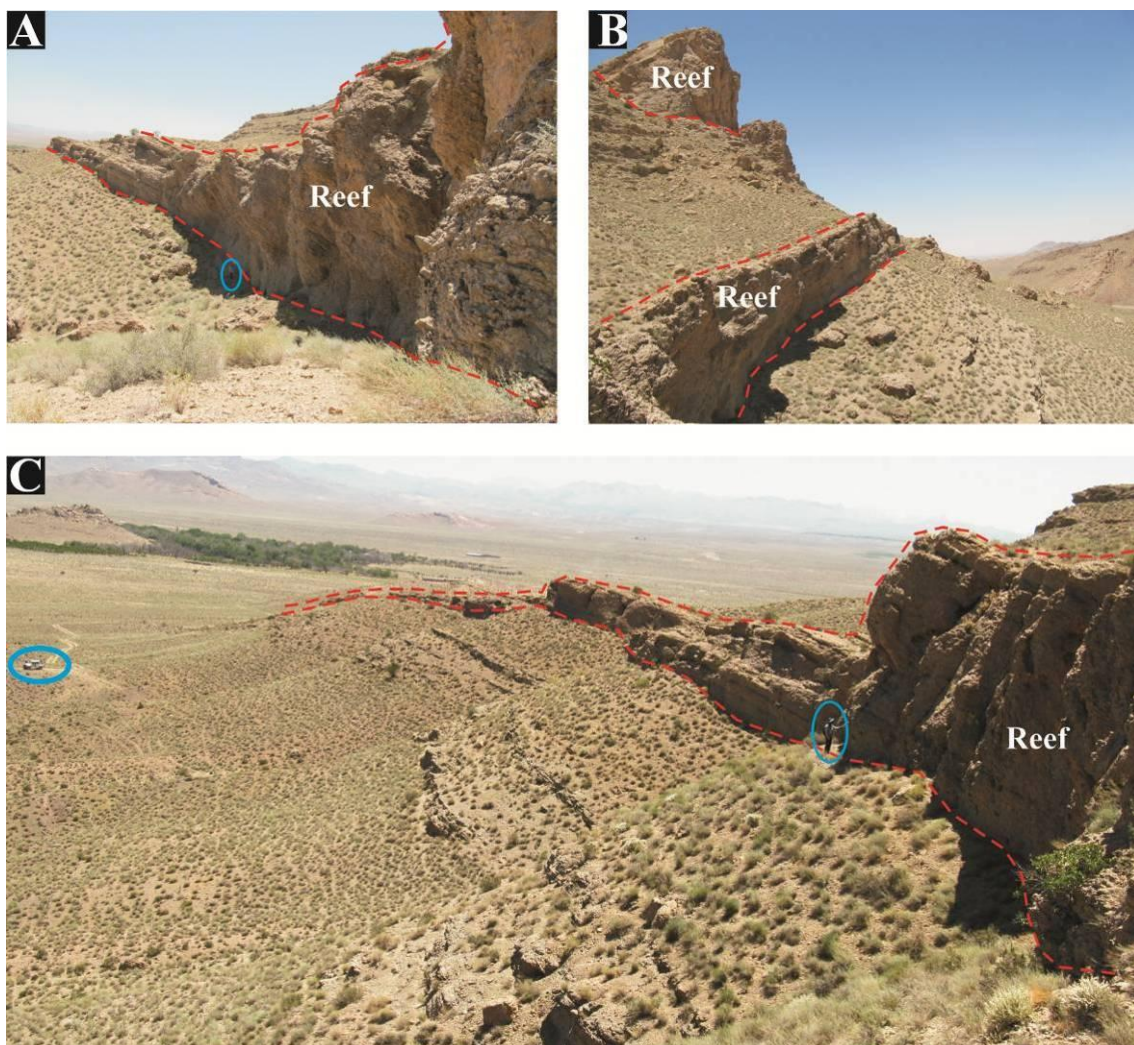


شکل ۵- پراکندگی عمودی ریزرخساره‌های سازند قم در برش بوجان (جنوب غرب کرمان).

مدل رسوب‌گذاری

نیمرخ ته‌نشینی، وابسته به مکان هندسی انباشت رسوبات می‌باشد که به نوبه خود وابسته به نوع و مقدار رسوب کربنات تولید شده، محل تولید، و رژیم و انرژی هیدرولیکی می‌باشد. به علاوه، تولید کربنات بستگی به شرایط درون

حوضه‌ای (دما، وجود مواد مغذی، شوری، غلظت اکسیژن و ...) دارد (Pomar 2001b). اجتماع زیستی، میزان انباشتگی (تجمع) و پراکندگی رخساره‌ها را تعیین می‌کند، بنابراین کنترل‌کننده هندسه پلاتفرم هستند (Brandano et al. 2009).



شکل ۶- شواهد صحرایی ریف (و شلف لبه‌دار) در برش بوجان. A، B و C نشان‌دهنده پیوسته بودن توالی ریفی و قابل تعقیب بودن آن در مسافت‌های طولانی می‌باشد؛ A و C نشان‌دهنده ضخامت چندین متری توالی ریفی می‌باشد (به مقیاس توجه شود)؛ B نشان‌دهنده تکرار توالی ریفی (در اثر نوسانات سطح دریا) در طول برش می‌باشد؛ A و C دید به سمت جنوب شرق؛ B دید به سمت شمال غرب.

می‌کنند، شلف‌های باز ایجاد می‌کنند. بیوتاهای تولید کننده گراول الیگوفوتیک از قبیل فرامینیفرهای بتیک کوچک و جلبک قرمز، رمپ‌های با انتهای شیب‌دار (distally steepened ramp) تولید می‌کنند. تولید کربنات سرشار از گل^۱ چه در زون یوفوتیک، چه در زون الیگوفوتیک، رمپ‌های هموکلینال ایجاد می‌کند. تولید کربناتی که عمدتاً توسط بیوتاهای مستقل از نور (کربنوئیدها، اسفنج‌ها،

شواهد صحرایی، ریزرخساره‌های شناسایی شده، پراکندگی مرجان‌ها و جلبک‌های قرمز همراه با اجتماع و پراکندگی روزن‌داران منفذدار و بدون منفذ، ابزارهای کلیدی برای بازسازی محیط دیرینه و ارائه مدل رسوبی می‌باشند. پومار (Pomar 2001b) معتقد است که بیوتاهای چهارچوب ساز یوفوتیک، شلف‌های لبه‌داری مشابه با پلاتفرم‌های ریفی امروزی ایجاد می‌کنند. بیوتاهای ساکن در بسترهای نرم که کربنات‌هایی در اندازه گراول در زون یوفوتیک کم عمق تولید

^۱ Mud-dominated

بایوکلاستی، ماسه‌ای و یا وجود کانال‌های ارتباطی در سدهای مذکور مشاهده می‌شود) و اصطلاحاً تشکیل لاگون‌های نیمه محصور داده باشند، آب‌های محیط‌های دریای باز و محیط‌های کم عمق با هم ارتباط داشته و گذر از شوری نرمال دریایی به شوری زیاد لاگونی نسبتاً تدریجی بوده و بنابراین رخساره‌های دارای حضور همزمان فرامینفرهای پورسلانوز و هیالین نهشته می‌گردند، ولی معمولاً در مقایسه با حالت بدون سد، ضخامت و تناوب کمتری از برش را تشکیل می‌دهند. این حالت نیز یعنی وجود سدهای ناپیوسته و ضعیف و در نتیجه وجود ریزرخساره‌های نشان‌دهنده گذر تدریجی، در برش‌های زیادی از سازند آسماری وجود دارد (از جمله Amirshahkarami et al. 2007a & b، ریزرخساره I؛ Allahkarampour Dill et al. 2010، ریزرخساره های ۴ و ۵؛ Vaziri-Moghaddam et al. 2010، ریزرخساره F؛ Sadeghi et al. 2011، ریزرخساره ۸).

حالت سوم، در شرایطی که سدی قوی و پیوسته در محیط وجود داشته باشد، ارتباط آب‌های دریای باز و لاگون‌های پشت ریف بسیار محدود بوده و سد مذکور به صورت مرزی بسیار مشخص بیوتای جلو سد و پشت سد را از هم جدا می‌کند، به طوری که در جلو سد بیوتای دریای باز و شوری نرمال وجود داشته و در محیط‌های شدیداً محصور شده پشت سد، بیوتای سازگار با شوری بالا وجود خواهند داشت. در چنین شرایطی گذر از جلو سد به پشت سد بسیار ناگهانی بوده و در نتیجه رخساره‌هایی که به طور همزمان دارای بیوتای جلو و پشت سد باشند (از قبیل حضور همزمان فرامینفرهای منفذدار و بدون منفذ) باشد نهشته نخواهد شد. نبود چنین رخساره‌هایی (دارای حضور همزمان فرامینفرهای منفذدار و بدون منفذ) در برش بوجان و گذر ناگهانی از جلو ریف به پشت ریف، بیانگر پیوسته بودن ریف‌های مذکور و حضور سدی بسیار قوی در محیط می‌باشد. به علاوه سدهای اییدی، بایوکلاستی و ماسه‌ای در برش بوجان مشاهده نشده و تنها سد موجود در برش مذکور سد ریفی می‌باشد، که شواهد صحرائی نیز بیانگر پیوسته بودن و قابل تعقیب بودن آنها در

بریزواها و ...) انجام بگیرد اگر بالای قاعده امواج انجام شود، بسته به سایز دانه‌ها، منجر به ایجاد شلف باز یا رمپ می‌گردد؛ اما اگر تولید این نوع کربنات زیر قاعده امواج/جاروشدن توسط جریان‌ها صورت گیرد، ممکن است تولید برآمدگی‌ها^۱ بکند.

شواهد صحرائی (پیوسته بودن ریف‌ها در مسافت‌های طولانی و قابل تعقیب بودن آنها) همراه با فراوانی و گسترش زیاد مرجان‌ها و سد ریفی بیانگر نهشته شدن برش مورد مطالعه در پلاتفرم کربناته از نوع شلف لبه‌دار می‌باشد. به علاوه نبود ریزرخساره دارای حضور همزمان فرامینفرهای هیالین و پورسلانوز بیانگر وجود سدی قوی در پلاتفرم کربناته مورد مطالعه می‌باشد. به طور کلی پلاتفرم‌های کربناته از نظر داشتن سد می‌توانند یکی از حالات سه گانه ذیل را داشته باشند.

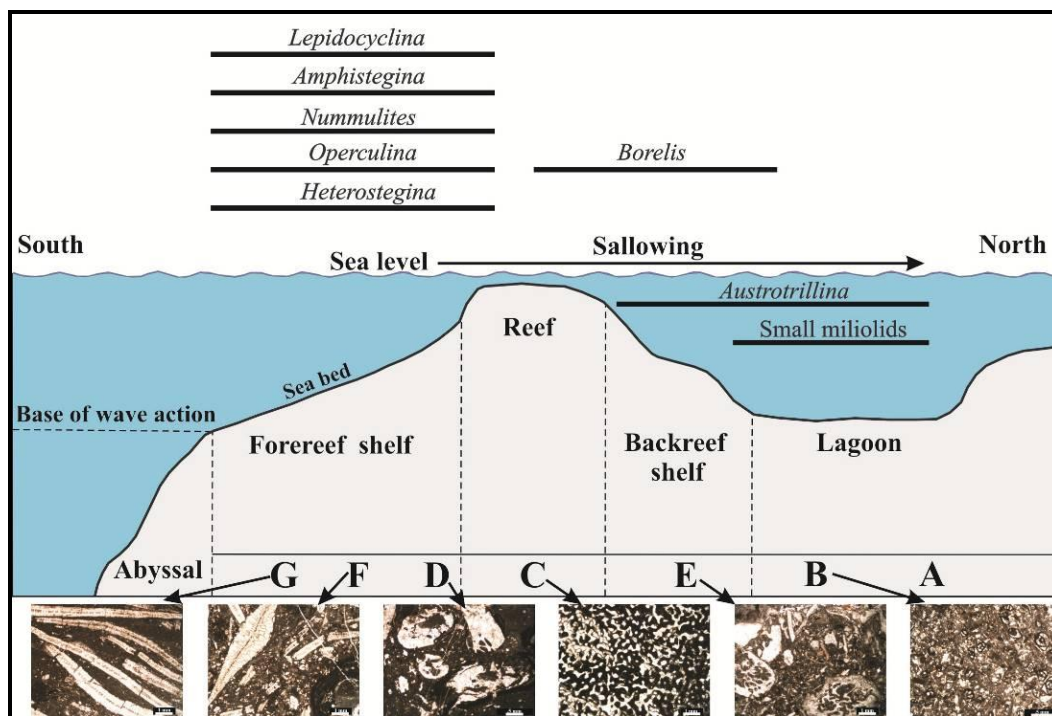
حالت نخست، زمانی که پلاتفرم کربناته فاقد هر گونه سدی باشد (مثل شلف‌های باز). در این حالت فرامینفرهای هیالین همراه با فرامینفرهای پورسلانوز در یک یا چند رخساره حضور داشته و معمولاً گذر از دریای باز (با شوری نرمال) به محیط‌های کم عمق (با گردش محدودتر آب و شوری زیاد) یا بالعکس، خیلی تدریجی بوده و چنین ریزرخساره‌هایی معمولاً ضخامت قابل ملاحظه‌ای از برش را تشکیل می‌دهند. به عبارتی دیگر، اگر پلاتفرم کربناته فاقد سد باشد، فرامینفرهای هیالین و پورسلانوز در ضخامت قابل ملاحظه‌ای از توالی به صورت همزمان و همراه با هم دیده می‌شوند. این حالت (تناوب و ضخامت زیاد ریزرخساره‌های نشان‌دهنده گذر تدریجی) در برش‌های زیادی از سازند قم مشاهده شده است (بهره‌فوز و همکاران ۱۳۸۸، ریزرخساره های D و B؛ حسن زاده دستجردی ۱۳۸۹، ریزرخساره های ۷ و ۸؛ Mohammadi et al. 2011، ریزرخساره G).

حالت دوم، اگر سدهای ناپیوسته‌ای در محیط موجود باشد (معمولاً در رمپ‌ها به دلیل ضعیف بودن سدهای اییدی،

¹ mounds

نبود رخساره‌های دارای حضور همزمان فرامینیفرهای منفذدار و بدون منفذ، بیانگر نهشته شدن پرش مورد مطالعه در پلاتفرم کربناته از نوع شلف لبه‌دار می‌باشد.

مسافت‌های طولانی می‌باشد. بنابراین نبود سد (اییدی)، بایوکلاستی و ماسه‌ای) و ساخت‌های طوفانی نهشته شدن این رسوبات را یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ غیره ممکن می‌سازد. همچنین شواهد صحرایی، وجود سد ریفی پیوسته و



شکل ۷- مدل رسوب‌گذاری (شلف لبه‌دار) سازند قم در ناحیه بوجان و گستره رخساره‌ای مهم‌ترین فرامینیفرهای موجود (با تغییرات جزئی از BouDagher-Fadel 2008). پراکنندگی ریزرخساره‌ها بر روی شکل نشان داده شده است.

(2004; Faranda et al. 2008).

محیط لاگونی پشت ریف توسط توالی‌های ریفی (ریزرخساره C) از محیط جلو ریف جدا می‌شود ریزرخساره‌ها نهشته شده در جلو ریف عبارتند از F و D، می‌باشد. فرامینیفرهای با دیواره منفذدار (از قبیل *Eulepidina*، *Nummulites*، *Lepidocyclina*، *Nephrolepidina*، *Amphistegina*، *Neorotalia*، *Heterostegina*، *Operculina*)، جلبک قرمز کورالیناسه (به صورت سالم یا خرد شده) و مرجان‌های سالم یا خرد شده مهم‌ترین تشکیل‌دهندگان این ریزرخساره‌ها می‌باشند. با توجه به فراوانی کورالیناسه آ و

در پشت ریف ریزرخساره‌های A، B و E نهشته شده است. حضور فرامینیفرهای بدون منفذ و نبود فرامینیفرهای منفذدار از مشخصه‌های این ریزرخساره‌ها می‌باشد. فراوانی فرامینیفرهای بدون منفذ نشانگر لاگون‌های محصور شده و زیستگاه‌های یوفوتیک می‌باشد (Geel 2000؛ Hallock and Pomar 2009). همچنین حضور آنها بدون فرامینیفرهای منفذدار نیز اشاره به محیط‌های محصور شده مثل لاگون‌های پشت ریف دارد. به علاوه فراوانی استراکودهایی از قبیل *Cytherella* و *Cytheridea* در توالی‌های شیلی و مارنی اشاره به محیط‌های دریایی خیلی کم عمق (مثل محیط لاگونی) دارند (Tatsuhiko)

نطنز، ورکان (جنوب غرب کاشان) و خورآباد (جنوب شرق قم)؛ ۲) برش‌های مطالعه شده توسط نویسنده اول این مقاله شامل برش‌های جزه (جنوب غربی کاشان) و آباده (شمال آباده)؛ مطالعاتی که محققان دیگر بر روی سازند قم انجام داده‌اند ولی نویسندگان این مقاله از نزدیک در جریان مراحل مختلف و همچنین نتایج تحقیقات آنها بوده‌اند، شامل برش‌های ویدوجا (جنوب غربی کاشان، حسن زاده دستجردی ۱۳۸۹)، چنار (شمال غربی کاشان؛ بهفروزی ۱۳۸۹) و قهرود (دهقان ۱۳۹۰) و ۴) نتایج اکثر مطالعات معتبر انجام شده بر روی این سازند. در مورد برش‌های مطالعه شده توسط نویسندگان مقاله باید یادآور شد که برش‌های بوجان و ورکان در حوضه پیش کمان و برش‌های نطنز و خورآباد در حوضه پس کمان واقع شده‌اند. در حوضه پیش کمان برش بوجان و در حوضه پس کمان برش نطنز در موقعیت جنوب شرقی تر نسبت به برش‌های ورکان و خورآباد قرار گرفته‌اند.

شروع رسوب‌گذاری سازند قم در هر دو حوضه پیش کمان و پس کمان در روپلین اتفاق افتاده است. تنوع رخساره‌ها و ریزرخساره‌ها در حوضه پس کمان بیشتر از حوضه پیش کمان بوده و نهشته‌های تبخیری فقط در حوضه پس کمان وجود داشته و در حوضه پیش کمان دیده نمی‌شوند. لازم به ذکر است که نهشته‌های تبخیری این سازند تماماً سن میوسن دارند. در برش‌های جنوب شرقی تر هر دو حوضه (برش‌های بوجان و نطنز) سدهای ریفی وجود داشته و ضخامت قابل ملاحظه‌ای از این برش‌ها در محیط سدی نهشته شده است، ولی به سمت شمال غرب حوضه‌ها (برش‌های ورکان و خورآباد) مرجان‌ها تشکیل سد زیستی نداده‌اند. همچنین ریف‌های پیوسته که در برش‌های جنوب شرقی تر حوضه تشکیل شده‌اند تماماً سن الیگوسن دارند و در زمان میوسن، مرجان‌ها فقط قادر به تشکیل ریف‌های تکه‌ای بوده‌اند. در برش بوجان که جنوب شرقی‌ترین برش است بیشترین نهشته‌های لاگونی وجود داشته، ولی به سمت شمال غرب، حضور نهشته‌های لاگونی نسبتاً کاهش می‌یابد. در هرکدام از حوضه‌ها از جنوب شرق به سمت شمال‌غرب

فرامینیف‌های بتتیک بزرگ از قبیل لپیدوسیکلینیدهای بزرگ و نمولیتیدها، ریزرخساره‌های D, F و G در آب‌های گرمسیری - نیمه گرمسیری و در شوری نرمال دریایی نهشته شده‌اند (Brandano and Corda 2002; Pomar 2001a; Hottinger 1983, 1997; Romero et al. 2002). نبود فرامینیف‌های با دیواره بدون منفذ در این ریزرخساره‌ها اشاره به شوری نرمال دریایی دارد، این نبود همچنین بیانگر وجود یک سد بزرگ می‌باشد که دریای باز جلو ریف (با شوری نرمال) را از لاگون محصور پشت ریف (با شوری زیاد)، جدا می‌کند. سد مذکور با توجه به ریزرخساره‌های شناسایی شده و شواهد صحرایی همان سد ریفی می‌باشد.

محیط آفوتیک (بدون نور) به وسیله نبود فرامینیف‌های بتتیک بزرگ، حضور فراوان فرامینیف‌های پلانکتون، حضور بیوتاهای مستقل از نور (به همراه نبود بیوتاهای وابسته به نور) شناسایی می‌گردد، نبود این شواهد در ریزرخساره‌های شناسایی شده، بیانگر نبود ریزرخساره‌های زیر زون نوری در برش مورد مطالعه می‌باشد.

در برش مورد مطالعه، ریزرخساره‌های ساحلی و جزرومدی (از قبیل فابریک فنسترال، استروماتولیت و همچنین رخساره‌های تخریبی) وجود ندارد بنابراین محیط رسوب‌گذاری برش مورد مطالعه هیچوقت خیلی کم عمق (ساحلی و جزرومدی) نبوده است. همچنین شرایط هیپرسالین که با حضور فراوان میلیولیدها (یعنی فروانی خیلی زیاد و تنوع خیلی کم فرم‌های پورسلانوز) مشخص می‌گردد، هیچ‌وقت در زمان رسوب‌گذاری برش مورد مطالعه حاکم نبوده است.

مقایسه

در این بخش به مقایسه سازند قم (از نظر تغییرات رخساره‌ای و محیطی) در نواحی بین سیرجان و قم پرداخته خواهد شد. برای این منظور نتایج بررسی برش‌ها و مطالعات زیر مورد استفاده قرار گرفته است: ۱) برش‌های مطالعه شده توسط نویسندگان مقاله شامل برش‌های بوجان (ناحیه سیرجان)،

پیش کمان سدهای ریفی پیوسته وجود داشته و ضخامت قابل ملاحظه‌ای از این برش‌ها در محیط سدی ریفی نهشته شده است، ولی به سمت شمال غرب حوضه‌ها مرجان‌ها قادر به تشکیل سد زیستی نبوده‌اند.

۱۰ - ریف‌های پیوسته سازند قم تماماً سن الیگوسن دارند و در زمان میوسن، مرجان‌ها فقط قادر به تشکیل ریف‌های تکه‌ای بوده‌اند.

۱۱ - در حوضه‌های پس کمان و پیش کمان از جنوب شرق به سمت بخش میانی حوضه‌ها حضور نهشته‌های محیط دریای باز افزایش یافته است، که بیانگر افزایش نسبی عمق حوضه‌ها به سمت بخش میانی ایران می‌باشد.

منابع

بهنروزی، ا.، ۱۳۸۹، زیست‌چینه‌نگاری، میکروفاسیس و محیط‌های رسوبی سازند قم در ناحیه چنار (شمال غرب کاشان): پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.

بهنروزی، ا.، ا. صفری، و ح. وزیری مقدم، ۱۳۸۹، زیست‌چینه‌نگاری سازند قم در ناحیه چنار (شمال غرب کاشان) براساس روزن‌داران و تطابق آن با برخی از نقاط ایران مرکزی: رخساره‌های رسوبی، ش. ۳، ص. ۳۱-۴۰.

حسن زاده دستجردی، م.، ۱۳۸۹، زیست‌چینه‌نگاری، میکروفاسیس و محیط‌های رسوبی سازند قم در ناحیه سده برزک (جنوب غرب کاشان): پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، اصفهان.

حسینی‌پور، ف.، م. ر. وزیری، و م. ج. حسینی، ۱۳۸۸، استراکودهای الیگو-میوسن و پالئواکولوژی آنها در منطقه بوجان (سیرجان): رخساره‌های رسوبی، ش. ۲، ص ۱۷۲-۱۶۳.

دهقان، ر.، ۱۳۹۰، زیست‌چینه‌نگاری، میکروفاسیس و

حضور نهشته‌های محیط دریای باز افزایش یافته است، افزایش حضور نهشته‌های دریای باز به سمت شمال غرب (بخش مرکز حوضه‌ها)، بیانگر افزایش نسبی عمق حوضه‌ها به سمت بخش میانی ایران می‌باشد.

نتایج

نهشته‌های سازند قم در منطقه سیرجان به منظور بررسی ریزرخساره‌ها و بازسازی محیط ته‌نشینی این سازند مطالعه گردید. نتایج زیر از این مطالعه حاصل شد:

۱ - سازند قم در ناحیه سیرجان با ۱۵۶ متر ضخامت، عمدتاً شامل سنگ آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه و توده‌ای و مارن می‌باشد.

۲ - روزن‌داران کفزی، جلبک‌های قرمز و مرجان‌ها مهم‌ترین تشکیل‌دهندگان زیستی برش‌های مورد مطالعه می‌باشند.

۳ - جناب‌ر فسیل‌های موجود و معیارهای زیست‌چینه‌نگاری، سن برش برش بوجان، روپلین-شاتین می‌باشد.

۴ - مطالعات صحرایی و میکروسکوپی منجر به شناسایی ۷ ریزرخساره، مربوط به یک پلاتفرم کربناته گردید.

۵ - شواهد صحرایی و ریزرخساره‌های شناسایی شده، بیانگر پلاتفرم کربناته از نوع شلف لبه‌دار می‌باشد. این مدعا قویاً با حضور گسترده ریف‌های واقعی و پیوسته و همچنین نبود رخساره‌های دارای حضور همزمان فرامینفرهای منفذدار و بدون منفذ تأیید می‌گردد.

۶ - تنوع و فراوانی مرجان‌ها بیانگر مساعد بودن شرایط برای گسترش و شکوفایی آنها می‌باشد.

۷ - حضور گسترده فرامینفرهای بتیک بزرگ، ریف‌های مرجانی و جلبک قرمز، نشانگر ته‌نشینی در آب‌های گرمسیری می‌باشد.

۸ - ریزرخساره‌های ساحلی و جزرومدی و همچنین ریزرخساره‌هایی که مشخصه زون بدون نور باشند در برش بوجان وجود ندارد.

۹ - در برش‌های جنوب شرقی‌تر حوضه‌های پس کمان و

- assemblages in Upper Neogene reef and temperate carbonates in Southern Spain: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 175, p. 27-41.
- Brasier M.D., 1995, Fossil indicators of nutrient levels: 2. Evolution and extinction in relation to oligotrophy. In: Bosence D.W.J., Allison PA (eds) *Marine palaeoenvironmental analysis from fossils: Geological Society of London Special Publication*, v. 83, p. 133-150.
- Carannante, G., M. Esteban, J. D. Milliman, and L. Simone, 1988, Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations: *Sedimentary Geology*, v. 60, p. 333-346.
- Corada, L., and M. Brandano, 2003, Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy: *Sedimentary Geology*, v. 161, p. 55-70.
- Cosovic V., K. Drobne, and A. Moro, 2004, Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal Limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula): *Facies*, v. 50, p. 61-75.
- Daneshian J., and L. Ramezani Dana, 2007, Early Miocene benthic foraminifera and biostratigraphy of the Qom Formation, Deh Namak, central Iran: *Journal Of Asian Earth Sciences*, v. 29, p. 844-858.
- Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. in: Ham, W. E., (Ed), *Classification of Carbonate Rocks- A symposium: American Association Petroleum Geologist*, 1: p. 108-121.
- Faranda C., P. Cipollari, D. Cosentino, E. Gliozzi, and G. Pipponzi, 2008, Late Miocene ostracod assemblages from eastern Mediterranean coral reef complexes (central Crete, Greece): *Revue de micropaleontology*, v. 51, p. 287-308.
- Flugle, E., 2004, *Microfacies of Carbonate Rocks: Springer, Berlin*, 976 p.
- Geel, T., 2000, Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 155, p. 211-238.
- Ghose B. K., 1977, Paleocology of the Cenozoic reefal foraminifers and algae- a brief review: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 22, p. 231-256.
- Hallock, P., 1987, Fluctuations in the trophic resource continuum: A factor in global diversity cycles? *Paleoceanography*, v. 2, p. 457-471.
- Hallock P., 1988, The role of nutrient availability in bioerosion: consequences to carbonate buildups: *palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, v. 77, p. 289-313.
- Adams C. G., D. E. Lee, and B. R. Rosen, 1990, Conflicting isotopic and biotic evidence for tropical sea-surface temperatures during the Tertiary: *palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, v. 77, p. 289-313.
- Allahkarampour Dill, M., A. Seyrafian, and H. Vaziri-Moghaddam, 2010, The Asmari Formation, north of the Gachsaran (Dill anticline), southwest Iran: facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy: *Carbonates and Evaporites*, v. 25, p. 145-160.
- Amirshahkarami, M., H. Vaziri-Moghaddam, and A. Taheri, 2007, Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at the Chaman-Bolbol, Zagros basin, Iran: *Jornal of Earth Science*, v. 29, p. 947-959 .
- Amirshahkarami, M., H. Vaziri-Moghaddam, and A. Taheri, 2007, Paleoenvironmental model and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in southwest Iran: *Historical Biology*, v. 19, p. 173-183.
- Beavington-Penney S. J., and A. Racey, 2004, Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis: *Earth-Science Reviews*, v. 67, p. 219-265.
- Behforouzi E., and A. Safari, 2011, Biostratigraphy and paleoecology of the Qom Formation in the Chenar area (northwestern Kashan), Iran. *Revista Mexicana De Ciencias Geologicas*, v. 28, p. 555-565.
- Brandano M., V. Frezza, L. Tomassetti, and M. Cuffaro, 2009, Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical waters: the Attard member of the lower coralline limestone formation (Upper Oligocene, Malta): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 274, p. 54-63.
- Brandano, M., M. Morsilli, G. Vannucci, M. Parente, F. Bosellini, and G. Vicens, 2010, Rhodolith-rich lithofacies of the Porto Badisco Calcarenes (upper Chattian, Salento, southern Italy): *Italian Journal of Geosciences*, v. 129, p. 119-131.
- Brandano, M., and L. Corda, 2002, Nutrients, sea level and tectonics: constrains for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy: *Terra Nova*, v. 14, p. 257-262.
- Braga, J. C., and J. Aguirre 2001, Coralline algal

- Paleontological study of the echinoderms in the Qom Formation (Central Iran): *Earth-Science Reviews*, v. 11, p. 57-79.
- Krstic, N., 1979, Ostracods of the Lower Miocene in the area between Shams Abad and Rahniz, Iran: *Annales Geologiques des Pays Helleniques*, v. 11, p. 673-697.
- Laursen, G. V., S. Monibi, T. L. Allan, N. A. H. Pickard, A. Hosseiney, B. Vincent, Y. Hamon, F. S. P. V. van Buchem, A. Moallemi, and G. Druillion, 2009, The Asmari Formation Revisited: Changed Stratigraphic Allocation and New Biozonation: Shiraz - First International Petroleum Conference & Exhibition, v. 4 - 6, 5 p.
- Li, C., B. Jones, and P. Blanchon, 1997, Lagoon-shelf sediment exchange by storms - Evidence from foraminiferal assemblages, east coast of Grand Caiman, British West Indies: *Journal Of Sedimentary Research*, v. 67, p. 17-25.
- Mateu-Vicens, G., P. Hallock, and M. Brandano, 2008, A depositional model and paleoecological reconstruction of the lower Tortonian distally steepened ramp of Minorca (Balearic Islands, Spain): *Palaios*, v. 23, p. 465-481.
- Mateu-Vicens, G., P. Hallock, and M. Brandano, 2009, Test shape variability of *Amphistegina d'Orbigny*, 1826 as a paleobathymetric proxy: application to two Miocene examples. In: Demchuk T., Gary A. (Eds.), *Geologic Problems Solving with Microfossils: SEPM Special Volume*, v. 93, p. 67-82.
- Mohammadi, E., M. Hasanzadeh-Dastgerdi, M. Ghaedi, R. Dehghan, A. Safari, H. Vaziri-Moghaddam, CH. Baizidi, M. R. Vaziri, and E. Sfidari, 2013a, The Tethyan Seaway Iranian Plate Oligo-Miocene deposits (the Qom Formation): distribution of Rupelian (Early Oligocene) and evaporate deposits as evidences for timing and trending of opening and closure of the Tethyan Seaway: *Carbonates and Evaporites*, v. 28, p. 321-345.
- Mohammadi, E., A. Safari, H. Vaziri-Moghaddam, M. R. Vaziri, and M. Ghaedi, 2011, Microfacies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Qom Formation, south of the Kashan, Central Iran: *Carbonates and Evaporites*, v. 26, p. 255-271.
- Mohammadi, E., M. R. Vaziri, and M. Dastanpour, 2013b, Biostratigraphy of the Nummulitids and Lepidocyclinids bearing Qom Formation based on Larger Benthic Foraminifera (Sanandaj-Sirjan fore-arc basin and Central Iran back-arc basin, Iran): *Arabian Journal of Geosciences*, DOI 10.1007/s12517-013-1136-6.
- palaeoecology, v. 63, p. 275-291.
- Hallock, P., 2011, Modern Coral Reefs Under Global Change: New Opportunities to Understand Carbonate Depositional Hiatuses: *Paleontological Society Papers*, v. 17, p. 121-130.
- Hallock, P., Glenn E. C., 1986, Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies: *Palaios*, v. 1, p. 389-398.
- Hallock, P., and H. J. Hansen, 1979, Depth adaptation in *Amphistegina*: change in lamellar thickness: *Geological Society of Denmark, Bulletin*, v. 27, p. 99-104.
- Hallock, P., B.H. Lidz, E. M. Cockey-Burkhard, and K. B. Donnelly, 2003, Foraminifera as bioindicators in coral reef assessment and monitoring: the FORAM Index. *Foraminifera in Reef Assessment and Monitoring: Environmental Monitoring and Assessment*, v. 81, p. 221-38.
- Hallock, P., and L. Pomar, 2009, Cenozoic Evolution of Larger Benthic Foraminifers: Paleooceanographic Evidence for Changing Habitats. *Proceedings of the 11th International Coral Reef Symposium*.
- Hallock, P., and W. Schlager, 1986, Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms: *Palaios*, v. 1, p. 389-398.
- Hasani, M.J., and M.R. Vaziri, 2011, Early-Miocene Gastropods from Khavich Area, South of Sirjan, (Kerman, Iran): *Biostratigraphy, Paleogeography and Paleoecology: Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, v. 22, p. 125-133.
- Hohenegger, J., 2000, Coenoclines of larger foraminifera: *Micropaleontology*, v. 46, Supplement 1, p. 127-151.
- Hottinger L., 1983, Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time: *Utrecht Micropaleontol Bull* v. 30, p. 239-253.
- Hottinger L., 1997, Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations: *Bulletin De La Societe Geologique De France*, v. 168(4), p. 491-505.
- Karabiyikoğlu M., S. Tuzcu, A. Ciner, M. Deynoux, S. Örcen, and A. Hakyemez, 2005, Facies and environmental setting of the Miocene coral reefs in the late-orogenic fill of the Antalya Basin, western Taurides, Turkey: implications for tectonic control and sea-level changes: *Sedimentary Geology*, v. 173, p. 345-371.
- Khaksar K., and I. Maghfouri-Moghadam, 2007,

- Tatsuhiko Y., 2004, Oligocene ostracode assemblages from the Itanoura Formation, Nishisonogi Group, Nagasaki Prefecture, southwestern Japan: *Paleontological Research*, v. 8, p. 53-70.
- Vaziri-Moghaddam H., A. Seyrafian, A. Taheri, and H. Motiei, 2010, Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: *Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence: Revista Mexicana De Ciencias Geologicas*, v. 27, p. 56-71.
- Vaziri-Moghaddam, H., and H. Torabi, 2004, Biofacies and sequence stratigraphy of the Oligocene succession, Central basin, Iran. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-abhandlungen: Stuttgart*, v. 6, p. 321-344.
- Yazdi-Moghadam M., 2011, Early Oligocene Larger Foraminiferal Biostratigraphy of the Qom Formation, South of Uromieh (NW Iran): *Turkish Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 847-856.
- Yazdi M., M.P. Shirazi, A. H. Rahiminejad, and R. Motavalipoor, 2012, Paleobathymetry and paleoecology of colonial corals from the Oligocene–Early Miocene (?) Qom Formation (Dizlu area, central Iran): *Carbonates and Evaporites*, v. 27, 395–405.
- Wilson, J.L., 1975, *Carbonate Facies in Geologic History*. Spinger, 471 p.
- Wright C. A., and J. W. Murray, 1972, Comparisons of modern and Palaeogene foraminiferid distributions and their environmental implications. *Memoires du Bureau de Recherches Geologiques et Minières: (BRGM) France*, v. 79, p. 87-96.
- Wynd T., 1965, Biofacies of Iranian oil consortium agreement area. Iranian Oil Offshore Company. Report 1082
- Nelson, C. S., S.L. Keane, and P. S. Head, 1988, Non-tropical carbonate deposits on the modern New Zealand shelf: *Sedimentary Geology*. v. 60, p. 71–94.
- Okhravi, R., 1998, synsedimentary cementation in the lower miocene reefal carbonates of the central basin Iran: *Carbonates and Evaporites*, v. 13, p. 136-144.
- Okhravi, R., and A. Amini, 1998, An example of mixed carbonate-pyroclastic sedimentation (Miocene, central Basin, Iran): *Sedimentary Geology*, v. 118, p. 37-57.
- Pomar, L., 2001a, Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islalands: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 175, p. 249-272 .
- Pomar, L., 2001b, Types of carbonate platforms: a genetic approach: *Basin Research*, v. 13, p. 313–334.
- Reuter, M., W.E. Piller, M. Harzhauser, O. Mandic, B. Berning, F. Rogl, A. Kroh, M.P. Aubry, U. Wielandt-Schuster, and A. Hamedani, 2008, The Oligo-/Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways: *International Journal of Earth Sciences*, v. 98, p. 627-650.
- Romero J., E. Caus, and J. Rossel, 2002, A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean Basin (SE Spain): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 179, p. 43–56.
- Sadeghi R., H. Vaziri-Moghaddam, and A. Taheri, 2010, Microfacies and sedimentary environment of the Oligocene sequence (Asmari Formation) in Fars sub-basin, Zagros Mountains, southwest Iran: *Facies*, v. 57, p. 431–446.
- Schuster, F., and U. Wielandt, 1999, Oligocene and Early Miocene coral faunas from Iran: palaeoecology and palaeobiogeography: *International Journal of Earth Sciences*, v. 88, p. 571–581.
- Seddighi, M., H. Vaziri-Moghaddama, A. Taheri, and A. Ghabeishavi, 2011, Depositional environment and constraining factors on the facies architecture of the Qom Formation, Central Basin, Iran: *Historical Biology*, 1-10. DOI: 10.1080/08912963.2011.580434
- Seyrafian, A., and H. Torabi, 2005, Petrofacies and sequence stratigraphy of the Qom Formation (Late Oligocene- Early Miocene?), north of Nain, Southern trend of the Central Iranian Basian: *Carbonates and Evaporites*, v. 20, P. 82-90.